

ผลกระทบของความผันแปรสภาพภูมิอากาศต่อสถานะความแห้งแล้งในภาคเหนือ
ของประเทศไทยโดยใช้การแปลงฟูริเยร์อย่างรวดเร็ว

Impact of Climate Variability on Drought Events in Northern Thailand
Using Fast Fourier Transform

จุฬารัตน์ ศรีกุล^{1,*} และ ชลัมภ์ อุ่นอารีย์²

¹คณะศิลปศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลตะวันออก กรุงเทพมหานคร 10400

²ศูนย์ภูมิอากาศ กรมอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร 10260

E-mail: chularat@cpc.ac.th

Chularat Srikul^{1,*} and Chalump Oonariya²

¹Faculty of Liberal Arts, Rajamankala University of Technology Tawan-OK, Bangkok 10400, Thailand

²Thailand Meteorological Department, Bangkok 10260, Thailand

E-mail: chularat@cpc.ac.th

บทคัดย่อ

งานวิจัยนี้เป็นการศึกษาผลกระทบของความผันแปรและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศต่อสถานะความแห้งแล้งบริเวณภาคเหนือของประเทศไทยในช่วงฤดูมรสุม (เดือนมิถุนายนถึงเดือนกันยายน) ระหว่างปี พ.ศ. 2524 – 2561 กลไกของปรากฏการณ์เอนโซมีผลต่อปริมาณฝน นำมาวิเคราะห์โดยใช้องค์ประกอบหลัก วิธีการแปลงฟูริเยร์อย่างรวดเร็วถูกนำมาวิเคราะห์เพื่อหาความเชื่อมโยงปรากฏการณ์เอนโซและความแห้งแล้ง บริเวณภาคเหนือของประเทศไทยภายใต้สภาวะโลกร้อน การวิเคราะห์ฟังก์ชันมูลฐานออร์ทอกอนัลถูกนำมาใช้ในการลดขนาดของข้อมูลความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล และการกระจายแบบเกมมาถูกประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์ข้อมูลฝนรายเดือนในรูปของดัชนีความแห้งแล้ง ผลการศึกษาพบว่า การเกิดสถานะความแห้งแล้งจะเกิดขึ้นทุกๆ 7.5 ปี ในช่วงปีพ.ศ. 2524 – 2538 และมีแนวโน้มการเกิดบ่อยขึ้นเป็นทุกๆ 5 ปีในช่วงปี พ.ศ. 2539 – 2561 เมื่อพิจารณาในรูปของดัชนีชี้วัดความแห้งแล้งหลายช่วงเวลา เช่น SPI3 SPI6 และ SPI12 ภายใต้การขับเคลื่อนของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ แสดงให้เห็นความสัมพันธ์อย่างชัดเจนว่าสัญญาณของปรากฏการณ์เอนโซที่รุนแรงจะส่งผลกระทบต่อการเกิดสภาวะภัยแล้งบริเวณภาคเหนือของประเทศไทยได้บ่อยมากขึ้นในรอบสองทศวรรษที่ผ่านมา

คำสำคัญ: สภาวะภัยแล้ง, เอนโซ, การวิเคราะห์ฟังก์ชันมูลฐานออร์ทอกอนัล, การแปลงฟูริเยร์อย่างรวดเร็ว

Abstract

This work aims to study the influences of climate variability and climate change to the drought events in the northern Thailand during monsoon rainfall (June-September) 1981– 2018. The ENSO mechanisms and their impacts are taken into account on this analysis in term of the principal component. The Fast Fourier Transform (FFT) is performed to reveal the link between the ENSO impacts and drought events in the northern Thailand under global warming. The Empirical Orthogonal Functions (EOFs) is also performed to truncate the Sea Surface Temperature (SST) anomaly and Gamma distribution is applied to fitting the monthly precipitation data as a Standardized Precipitation Index (SPI). The results show that the average drought period changes from 7.5 years in 1981-1995 to a new average period of 5 years since 1996 onwards in terms of many SPI time scales (e.g. SPI3, SPI6 and SPI12). Under the climate change forcing, it clearly shows the correlation that the signal of strong ENSO events affects the drought periods in Northern Thailand more frequently for the last two decades.

Keywords: Drought, ENSO, EOFs, Fast Fourier Transform (FFT)

1. บทนำ

ความผันแปรสภาพภูมิอากาศ (climate variability) มีผลกระทบต่อการเกิดภัยพิบัติทางธรรมชาติหลายพื้นที่ทั่วโลก ทั้งในแง่ของความรุนแรงและถี่บ่อย ประเทศไทยเผชิญปัญหากับภัยธรรมชาติในรอบหลายปีที่ผ่านมา เช่น อุทกภัยและภัยแล้ง ส่งผลให้เกิดความเสียหายของชีวิตและทรัพย์สิน พื้นที่ทางการเกษตรและความเสียหายทางเศรษฐกิจ การเกิดภัยแล้งในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทยมีความสัมพันธ์โดยตรงกับปรากฏการณ์เอนโซ (ENSO) ซึ่งเกิดจากอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนสูงขึ้นกว่าค่าปกติ ทำให้กระแสลมตะวันออกอ่อนกำลังลงและเกิดการยกตัวของไอน้ำระเหยตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิกสู่ชั้นบรรยากาศมากขึ้น เกิดความผันแปรของการไหลเวียนในบรรยากาศ ส่งผลให้เกิดอากาศแห้งจมตัวลงบริเวณคาบสมุทรอินโดจีนมากขึ้นและเกิดความแห้งแล้งตามมา สถิติการเกิดภัยแล้งในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทยจะเริ่มตั้งแต่เดือนมกราคมและอาจส่งสัญญาณต่อเนื่องมาจนถึงเดือนกรกฎาคม เนื่องจากเป็นบริเวณที่อิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้จากมหาสมุทรอินเดียที่เข้าสู่ฤดูกาลช้ากว่าปกติ ประกอบกับอิทธิพลของลมมรสุมบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเฉียงเหนือมีกำลังอ่อนลงในช่วงของการเกิดปรากฏการณ์เอนโซ และเกิดความผันแปรของกระแสลมทั้งทิศทางและความเร็วร่วมกับการถ่ายเทความร้อนของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่สูงขึ้นกว่าปกติบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออก ซึ่งเป็นเงื่อนไขสำคัญในเกิดความแห้งแล้งและความผันแปรของปริมาณฝนบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก ในช่วงของการเกิดปรากฏการณ์เอนโซหลายบริเวณทั่วโลก รวมทั้งประเทศไทย ซึ่งจะได้รับอิทธิพลจากสภาวะความแห้งแล้งที่มีความรุนแรงต่างกัน

ความผันแปรของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่มีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นทุกๆปี ทั้งจากมหาสมุทรอินเดีย และมหาสมุทรแปซิฟิก อันเนื่องมาจากความผันแปรสภาพภูมิอากาศ โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อน ที่เกิดจากรอบของปรากฏการณ์เอนโซ่เนื่องจากอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิกสูงกว่าค่าเฉลี่ย ส่งผลกระทบโดยตรงต่อการไหลเวียนของกระแสน้ำในบรรยากาศและการยกตัวของเมฆฝนในช่วงฤดูมรสุม ทำให้เกิดปริมาณฝนลดลงและเกิดสภาวะความแห้งแล้งหลายพื้นที่ทั่วโลก รวมทั้งบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ด้วย [1-2]

ปริมาณฝนเป็นปัจจัยที่สำคัญต่อพื้นที่ทางการเกษตรและการอุปโภคบริโภค ดังนั้นการศึกษาเพื่อให้เข้าใจกลไกและอิทธิพลของปรากฏการณ์เอนโซ่เป็นสิ่งที่สำคัญต่อปริมาณฝนในภาคเหนือของประเทศไทย ซึ่งช่วยในการคาดการณ์ภูมิอากาศโลกซึ่งเป็นระบบที่มีความซับซ้อนและเชื่อมโยงกัน การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในบริเวณหนึ่งจะส่งผลกระทบต่อบริเวณอื่นๆ ด้วย ดังนั้นลมมรสุมสำหรับภูมิอากาศเขตร้อนมีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซ่ และมีความเชื่อมโยงกันโดยตรงกับความผันแปรภูมิอากาศในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทยในช่วงต้นฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พบว่า ในช่วงต้นฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ปริมาณฝนพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทยมีแนวโน้มสูงขึ้น ส่วนอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดเฉลี่ยมีแนวโน้มสูงขึ้นโดยเฉพาะอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยสูงขึ้นชัดเจน จากรายงาน IPCC ฉบับที่ 5 (IPCC AR5) [3] ซึ่งเห็นว่าอุณหภูมิผิวน้ำทะเลทั่วโลกเพิ่มขึ้น 0.85 องศาเซลเซียส ในช่วงปี ค.ศ. 1951-2012 อุณหภูมิผิวน้ำมีอัตราการเพิ่มขึ้นเกือบเท่าตัวตั้งแต่ปี ค.ศ. 1880 [4] การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำโลกไม่เพียงแต่ทำให้ความร้อนของพื้นทวีปและมหาสมุทรเปลี่ยนไปจาก [5-6] และปรากฏการณ์เอนโซ่จึงมีอิทธิพลต่อระบบมรสุมและปริมาณฝนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ รวมทั้งภาคเหนือของประเทศไทย สภาวะที่เกิดขึ้นกับการเกิดสภาวะโลกร้อน บริเวณที่มีฝนตกก็จะมีฝนตกมากขึ้น บริเวณที่มีความแห้งแล้งก็จะแห้งแล้งมากขึ้นโดยมีความแตกต่างในแต่ละภูมิภาคอย่างมีนัยสำคัญ [7-9]

การศึกษาเพื่อให้เข้าใจถึงกลไกของปรากฏการณ์เอนโซ่ถึงความเชื่อมโยงต่อความผันแปรของปริมาณฝนพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย จะช่วยให้สามารถระบุระดับความแปรปรวนของปริมาณฝนในฤดูกาลที่เป็นตัวบ่งชี้การเกิดภัยแล้ง และทำให้สามารถคำนวณหาแนวโน้มและโอกาสของความรุนแรงของการเกิดภัยแล้งที่จะเกิดขึ้นในอนาคตได้ การพยากรณ์ภูมิอากาศที่มีความถูกต้องแม่นยำจะช่วยให้การวางแผน และกำหนดมาตรการสำหรับเตรียมการรับมือภัยธรรมชาติจากผลกระทบดังกล่าวเกิดประสิทธิภาพสูงสุด เพื่อลดความเสี่ยงของทั้งชีวิตและทรัพย์สิน ความเสียหายทางเศรษฐกิจและพื้นที่ทางการเกษตร เพื่อให้เข้าใจถึงกลไกความเชื่อมโยงของปรากฏการณ์เอนโซ่ที่มีอิทธิพลต่อความผันแปรของปริมาณฝนในช่วงฤดูมรสุมในรอบ 36 ปีที่ผ่านมา การศึกษาโดยการประยุกต์ใช้วิธีการวิเคราะห์เชิงประจักษ์ฟังก์ชันมัลฐาน (Empirical Orthogonal Function Analysis หรือ EOFs) จะช่วยให้สามารถระบุระดับความแปรปรวนของปริมาณฝนในฤดูกาลที่เป็นตัวบ่งชี้การเกิดภัยแล้ง และการประยุกต์ใช้วิธีการแปลงฟูริเยร์แบบไม่ต่อเนื่องหรือเรียกว่าการแปลงฟูริเยร์อย่างรวดเร็ว (Discrete Fourier Transform หรือ Fast Fourier Transform, FFT) จะช่วยให้สามารถคำนวณหาแนวโน้มและโอกาสของความรุนแรงของการเกิดภัยแล้งที่จะเกิดขึ้นในอนาคตได้

2. ระเบียบวิธีวิจัย

1. รวบรวมข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาที่เกี่ยวข้อง เช่น อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก ดัชนีชี้วัดทางสมุทรศาสตร์ (ONI) ในช่วง 36 ปีที่ผ่านมา (พ.ศ. 2524 ถึง 2559) จากฐานข้อมูล ERSSTv4 จาก NCEP/CPC ข้อมูลปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือนจากกรมอุตุนิยมวิทยา และข้อมูลฝนเฉลี่ยรายเดือนเชิงตารางฐานข้อมูล PRECL จาก NCEP/CPC และข้อมูลฝนเฉลี่ยรายวันเชิงตาราง GPCC จาก NCEP/NCAR และข้อมูลฝนเฉลี่ยรายวันเชิงตารางความละเอียดสูง RFEv2 จาก NCEP/CPC ข้อมูลความชื้นในดินและข้อมูลการไหลของน้ำจากกรมอุตุนิยมวิทยา และข้อมูลความชื้นในดินและข้อมูลการไหลของน้ำเชิงตารางจาก NCEP/CPC

2. รวบรวมข้อมูลตรวจวัดฝนรายวันจากสถานีตรวจวัดของกรมอุตุนิยมวิทยา ในช่วงฤดูมรสุมระหว่างเดือนมิถุนายน – พฤศจิกายน ปีพ.ศ.2524 – 2559 ข้อมูลรายสถานีทั้งหมดจะถูกพิจารณาค่านัยสำคัญทางสถิติและแทนที่ค่าบกพร่องจากการตรวจวัดโดยวิธีการประมาณค่าที่เหมาะสม (Optimized Interpolation) จากข้อมูลสถานีวัดฝนแวดล้อม และข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาที่ถูกนำไปใช้ร่วมในการวิเคราะห์ปรากฏการณ์เอนโซด้วยวิธีการ composites ได้แก่ ข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำทะเลจากหน่วยงาน NCEP/NOAA; ข้อมูลความเร็วลมที่ระดับ 200 และ 850 มิลลิบาร์; ข้อมูลปริมาณฝนและข้อมูลความกดอากาศที่ระดับความสูง 200 และ 850 มิลลิบาร์

3. การวิเคราะห์ฟังก์ชันมูลฐานออร์ธอกอนอล (Empirical Orthogonal Function) เพื่อแยกองค์ประกอบของสภาวะหรือปรากฏการณ์ที่ซับซ้อน เพื่อศึกษารูปลักษณะและอนุกรมเวลาของฟังก์ชันมูลฐาน

4. ประยุกต์การวิเคราะห์ฟูเรียร์ เพื่อศึกษาความรุนแรง คาบและความถี่ ของการเกิดฝนทิ้งช่วงและภัยแล้ง โดยใช้ในการคำนวณการแปลงฟูเรียร์อย่างรวดเร็ว Fast Fourier Transform (FFT)

FFT เป็นวิธีการทางคณิตศาสตร์ที่นำมาประยุกต์ใช้ในกรองข้อมูล และการแยกองค์ประกอบของข้อมูล และเป็นการวิเคราะห์ข้อมูลที่อยู่ในรูปแบบของอนุกรมเวลาในรูปแบบขอบเขตเวลาแปลงให้อยู่ในรูปแบบขอบเขตของความถี่ อนุกรมเวลาสามารถเขียนอยู่ในรูปคลื่นไซน์ (Sine wave) ดังสมการที่ (1)

$$y(t) = A \sin(2\pi ft + \phi) \quad (1)$$

บางครั้ง $2\pi f = \omega$ โดยที่ $y(t)$ ค่าข้อมูลในช่วงเวลาที่แตกต่างกัน (time series) และ A คือแอมพลิจูดของคลื่น และ ω ความเร็วเชิงมุม

สำหรับการแปลงฟูเรียร์อย่างรวดเร็วเป็นพื้นฐานมาจากอนุกรมฟูเรียร์แทนด้วยข้อมูลอนุกรมเวลาในรูปแบบของผลรวมของคลื่นไซน์และคลื่นโคไซน์ ดังสมการที่ (2)

$$y(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos(nx) + b_n \sin(nx) \quad (2)$$

การแปลงฟูเรียร์อย่างรวดเร็วเพื่อแทนอนุกรมเวลาให้อยู่ในรูปแบบของอนุกรมความถี่ เพื่อวิเคราะห์ความถี่ของการเกิดเหตุการณ์

5. วิเคราะห์ผลการคำนวณทั้งมิติเชิงพื้นที่และอนุกรมเวลาด้วยดัชนีความแห้งแล้ง SPI3 SPI6 และ SPI12

SPI เป็นดัชนีความแห้งแล้งที่ใช้กันมากสำหรับการวิเคราะห์และอธิบายลักษณะความแห้งแล้งทางอุตุนิยมวิทยา SPI ถูกพัฒนาขึ้นโดย [10-11] ใช้ SPI เพื่อศึกษาลักษณะคาบการเกิดความแล้งและชุ่มน้ำว่าสามารถครอบคลุมบริเวณที่ศึกษาได้มากน้อยเพียงใด รวมทั้งลักษณะความรุนแรงที่เกิดขึ้น ความถี่บ่อยของการเกิดสภาวะแล้งที่แตกต่างกันในแต่ละช่วงเวลา เช่น 1, 3, 12, 48 เดือน พร้อมบันทึกปริมาณฝนระยะยาวในช่วงเวลานั้น ข้อมูลปริมาณฝนสะสมสอดคล้องกับการแจกแจงความน่าจะเป็นแบบแกมมา และจะแปลงเป็นการแจกแจงแบบปกติ ค่า SPI เฉลี่ยสำหรับพื้นที่และเวลาจะมีค่าเป็น 0 สำหรับแต่ละพื้นที่ที่จะขาดสมดุลของปริมาณฝนที่รุนแรงมากขึ้น (เช่นความแห้งแล้งอุตุนิยมวิทยา) ถูกระบุว่าเป็น SPI ลดลงต่ำกว่า 1.0 ในขณะที่ปริมาณน้ำฝนส่วนเกินที่รุนแรงมากขึ้นแสดงว่า SPI เพิ่มขึ้นสูงกว่า 1.0 เนื่องจากค่า SPI อยู่ในหน่วยของค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานจากค่าเฉลี่ยระยะยาว จึงสามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้เพื่อเปรียบเทียบความผิดปกติของความแล้งสำหรับพื้นที่ทางภูมิศาสตร์ และช่วงเวลาต่างกัน โดยปกติชื่อของตัวบ่งชี้จะแก้ไขเพื่อรวมระยะเวลาการสะสมตัวอย่างเช่น SPI3 และ SPI12 หมายถึงระยะเวลาการสะสมนาน 3 เดือนและ 12 เดือนตามลำดับ องค์การอุตุนิยมวิทยาโลกได้แนะนำให้ใช้ SPI เพื่อกำหนดลักษณะความแห้งแล้งของอุตุนิยมวิทยา [12] ปริมาณน้ำฝนที่ลดลงในช่วงระยะเวลาหนึ่งในสถานที่หนึ่งอาจนำไปสู่ภาวะภัยแล้งได้หลายระดับ ส่งผลกระทบต่อแหล่งน้ำ การเกษตรและกิจกรรมทางเศรษฐกิจและสังคม เนื่องจากปริมาณฝนแตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญในแต่ละภูมิภาค แนวคิดของความแห้งแล้งอาจแตกต่างกันในแต่ละสถานที่ ดังนั้นเพื่อการประเมินปรากฏการณ์ภัยแล้งที่มีประสิทธิภาพยิ่งขึ้นองค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (WMO) [12] และแนะนำให้ใช้ดัชนีวัดความแห้งแล้ง (SPI) เพื่อตรวจสอบความรุนแรงของสภาวะแล้ง SPI เป็นดัชนีที่แสดงถึงความน่าจะเป็นของปริมาณน้ำฝนที่สังเกตได้เมื่อเปรียบเทียบกับค่าทางภูมิอากาศของปริมาณฝนที่ตำแหน่งและเวลาอ้างอิงใดๆ ค่า SPI ลบแสดงถึงการขาดปริมาณฝน ความรุนแรงของสภาวะแล้งสามารถจำแนกได้ตามขนาดของค่า SPI เป็นลบ ตัวอย่างเช่นค่า SPI เป็นลบที่มากกว่า 2 ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานมักจะจัดเป็นสภาพแห้งมาก นอกจากนี้ SPI สามารถวัดปริมาณฝนในช่วงเวลาที่แตกต่างกัน (เช่น 3, 6, 12, หรือ 24 เดือน) เพื่อวิเคราะห์ผลกระทบภัยแล้งต่อความต้องการทรัพยากรน้ำที่แตกต่างกัน ตัวอย่างเช่น SPI3 ทำการวัดปริมาณฝนในช่วง 3 เดือน ความผิดปกติที่ส่งผลกระทบต่อสภาพน้ำในดินและผลผลิตทางการเกษตร ในขณะที่ SPI24 วัดปริมาณน้ำฝนในช่วงสองปีที่ผ่านมาเนื่องจากภัยแล้งที่ยืดเยื้อสามารถก่อให้เกิดการขาดแคลนในน้ำใต้ดินการไหลของกระแสน้ำและการเก็บน้ำจืดในอ่างเก็บน้ำ ข้อได้เปรียบในการใช้ SPI คือมีเพียงข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่จำเป็นสำหรับการคำนวณ สามารถเปรียบเทียบ SPI พื้นที่ที่แตกต่างกันและมีเงื่อนไขทางภูมิอากาศแตกต่างกันได้ความแห้งแล้งทางอุตุนิยมวิทยาหมายถึงช่วงเวลาที่มีการขาดสมดุลของปริมาณฝนผิดปกติซึ่งสัมพันธ์กับเงื่อนไขเฉลี่ยระยะยาวสำหรับพื้นที่นั้น ๆ ตัวบ่งชี้ SPI แสดงให้เห็นถึงความผิดปกติของปริมาณฝนที่สังเกตได้สำหรับแต่ละสถานที่ (ความเบี่ยงเบนจากค่าเฉลี่ย) และระยะเวลาการสะสมที่มีผลต่อค่าเฉลี่ยคือการวัดความน่าจะเป็นของความรุนแรงของสภาวะแล้ง เนื่องจาก SPI สามารถคำนวณได้จากระยะเวลาการสะสมที่แตกต่างกัน (โดยทั่วไปอยู่ในช่วง 1 ถึง 48 เดือน) ตัวชี้วัด SPI ที่แตกต่างกันทำให้สามารถประเมินผลกระทบที่อาจเกิดขึ้นจากภัยแล้งอุตุนิยมวิทยา SPI1 ถึง SPI3 ใช้สำหรับ

คำนวณ SPI สำหรับระยะเวลาการสะสมที่สั้นลง (เช่น 1 ถึง 3 เดือน) สามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้สำหรับผลกระทบทันทีเช่นความชื้นในดินที่ลดลงหิมะและการไหลในลำธารเล็ก ๆ SPI3 ถึง SPI12 เมื่อคำนวณ SPI สำหรับช่วงเวลาการสะสมปานกลาง (เช่น 3 ถึง 12 เดือน) สามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้สำหรับการไหลของกระแสน้ำและการเก็บกักน้ำที่ลดลง SPI12 ถึง SPI48 ใช้สำหรับคำนวณ SPI เป็นระยะเวลาการสะสมนานขึ้น (เช่น 12 ถึง 48 เดือน) สามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้สำหรับอ่างเก็บน้ำที่ลดลงและการเติมน้ำใต้ดิน โดยความสัมพันธ์ที่แน่นอนระหว่างระยะเวลาการสะสมและผลกระทบจากภัยแล้งนั้นขึ้นอยู่กับสภาพแวดล้อมทางธรรมชาติ (เช่น ธรณีวิทยา) และการรบกวนของมนุษย์ (เช่น การดำรงอยู่ของแผนการชลประทาน) เพื่อให้ได้ภาพรวมของผลกระทบที่อาจเกิดขึ้นจากภัยแล้งควรคำนวณและเปรียบเทียบ SPI สำหรับช่วงเวลาการสะสมที่แตกต่างกัน

การคำนวณดัชนีความแห้งแล้ง SPI ดำเนินการโดยการวัดกระจายทางสถิติของปริมาณฝนสะสมสำหรับระยะสั้น (เช่น รายวัน 1 เดือน 3 เดือน) และระยะยาว (อย่างน้อย 30 ปี) โดยการแจกแจงความน่าจะเป็นต่อเนื่องพารามิเตอร์ 2 พารามิเตอร์ที่ใช้เพื่อคำนวณ SPI สำหรับปริมาณฝนสะสมในช่วงเวลาต่าง ๆ เช่น 1, 3, 12 หรือ 48 เดือน โดยดูจากลักษณะรูปร่างและมาตราส่วนของการแจกแจงแกมมา ขึ้นอยู่กับการแจกแจงความถี่ของปริมาณฝนสะสมที่ไม่เป็น 0 สำหรับข้อมูลในอดีต สำหรับทุกปี สำหรับอนุกรมเวลาของ SPI การประมาณค่าความน่าจะเป็นสูงสุด สำหรับการแจกแจงแกมมาของปริมาณฝนสะสมที่พัฒนาโดย [13] และ [14] พบว่าความน่าจะเป็นสะสมนั้นจะได้รับตามพารามิเตอร์ของการแจกแจงแกมมาและการใช้อัลกอริทึมที่จัดทำโดย [15] หลังจากปรับค่าความน่าจะเป็นของปริมาณฝนสะสมให้เป็น 0 แล้วแปลงความน่าจะเป็นของปริมาณฝนสะสมให้อยู่ในรูปแบบตัวแปรสุ่มที่มีการแจกแจงปกติ Z ที่มีค่าเฉลี่ยเป็น 0 และความแปรปรวนของค่าใดค่าหนึ่ง โดยใช้การประมาณได้อธิบายโดย [16] ค่าที่แปลงแล้วคือ SPI และ SPI นั้นเทียบเท่ากับคะแนน Z ที่มักใช้ในสถิติ อย่างไรก็ตามสำหรับชุดของการวัดปริมาณน้ำฝนที่มีสเกลเวลา 12 เดือนหรือน้อยกว่าการกระจายของข้อมูลมักจะถือว่าเบ้ [14] พบว่าการแจกแจงแบบแกมมาสอดคล้องกับข้อมูลปริมาณฝนที่เหมาะสมมากขึ้น ฟังก์ชันความหนาแน่นของความน่าจะเป็นสำหรับการแจกแจงแกมมา $g(x)$ มีดังนี้

$$g(x) = \frac{1}{\beta \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (3)$$

สำหรับ $\alpha > 0$ เป็นพารามิเตอร์ของรูปร่าง, $\beta > 0$ เป็นพารามิเตอร์ของมาตราส่วนและ x เป็นการวัดปริมาณฝน ฟังก์ชันแกมมา $\Gamma(\alpha)$ เขียนในรูปดังสมการดังกล่าว

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (4)$$

การแจกแจงแบบแกมมากับข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่เหมาะสมนั้นต้องใช้การประมาณ α และ β [11] แนะนำให้ประมาณค่าพารามิเตอร์เหล่านี้โดยใช้การประมาณของ [17] เพื่อความเป็นไปได้สูงสุดที่จะได้รับ

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (5)$$

โดยที่ $A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n}$ และ n คือจำนวนการวัดปริมาณน้ำฝน และ $\bar{x}$ คือค่าเฉลี่ยของ x

การอินทิเกรต $g(x)$ เทียบกับ x และการประมาณค่าของ α และ β ได้จากสมการการแจกแจงสะสม ช่วงเวลารายเดือน

$$G(x) = \int g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-\frac{t}{\beta}} dt \quad (6)$$

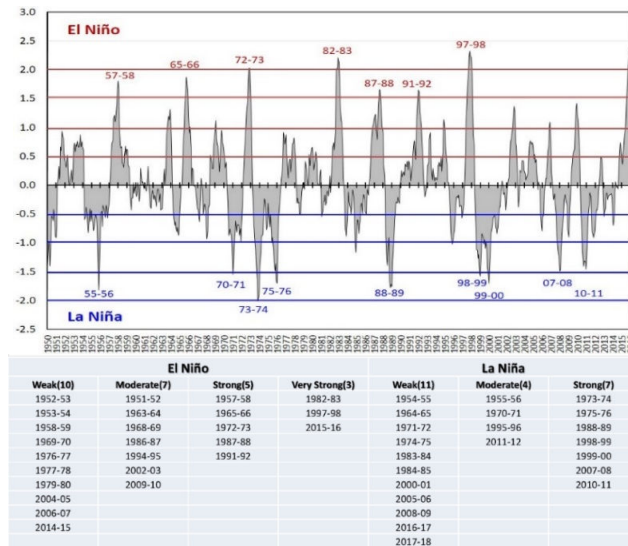
กำหนดให้ $t = \frac{x}{\beta}$ การแจกแจงสะสมจะกลายเป็น $G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^{\frac{x}{\beta}} t^{\alpha-1} e^{-t} dt$ และเนื่องจากฟังก์ชันแกมมาถูกกำหนดให้ $x=0$ และข้อมูลฝนอาจมีค่าเป็น 0 จากความคลาดเคลื่อนในการตรวจวัด การแจกแจงสะสมสามารถเขียนดังนี้

$$H(x) = q - (1-q)G(x) \quad (7)$$

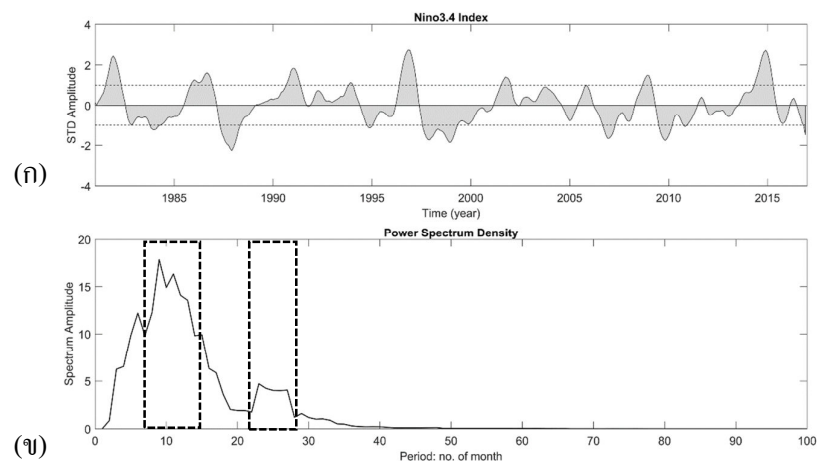
โดยที่ q คือความน่าจะเป็นเท่ากับ 0 นั่นคือถ้า m มีค่าเท่ากับ 0 ของอนุกรมเวลาของปริมาณน้ำฝน และ [17] ระบุว่า q ถูกประมาณได้โดย $\frac{m}{n}$ การแจกแจงสะสม $H(x)$ จะถูกแปลงเป็นตัวแปรสุ่มการแจกแจงปกติ Z โดยประมาณที่จัดทำโดย [16] เป็น $Z = \text{SPI}$

3. ผลการวิเคราะห์

จากผลการวิเคราะห์ปรากฏการณ์ ENSO ช่วงปี พ.ศ. 2494 – 2559 (ค.ศ. 1951 - 2016) จากรูปที่ 1 แสดงรายละเอียดปีเอลนีโญ-ลานีญา แยกตามชนิดของปรากฏการณ์และความรุนแรง ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1951-2016 (พ.ศ. 2494-2559) โดยใช้ดัชนีชี้วัดทางสมุทรศาสตร์บริเวณ ONI 3.4 ในการระบุสถานะของปรากฏการณ์ พบว่าปรากฏการณ์เอลนีโญตั้งแต่ปี ค.ศ. 1971-2016 ปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญระดับรุนแรง (Strong El Nino) ได้แก่ ปี ค.ศ. 1972-1973 พบว่ามีปริมาณฝนเพิ่มขึ้นสูงกว่าค่าปกติบริเวณภาคกลางและตอนล่างของภาคตะวันออกเฉียงเหนือประมาณ (+1.25) ของค่ามาตรฐาน ส่วนบริเวณอื่นๆ มีปริมาณฝนลดลง (-0.5) ในปี ค.ศ. 1987-1988 ปริมาณฝนลดลงเกือบทุกภาคของประเทศประมาณ (+0.75) ยกเว้นตอนล่างของภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีฝนเพิ่มขึ้นประมาณ (+1.0) ปี ค.ศ. 1991-19992 ปริมาณฝนลดลงทางตอนบนประเทศประมาณ (+0.75) ส่วนทางตอนล่างของประเทศมีฝนเพิ่มขึ้น (-0.5) ปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญระดับรุนแรงมาก (Very strong El Nino) ได้แก่ปี ค.ศ. 1982-1983 ตอนกลางของภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนสูงกว่าค่าปกติ (+1.0) ของค่ามาตรฐาน ส่วนภาคอื่นๆ มีปริมาณฝนต่ำกว่าค่าปกติ (-0.5) ในปี ค.ศ. 1997-1998 ตอนกลางของประเทศมีปริมาณฝนต่ำกว่าค่าปกติ (-1.0) ส่วนภาคอื่นๆของประเทศมีปริมาณฝนสูงกว่าค่าปกติประมาณ (+0.5) ปี ค.ศ. 2015-2016 ตอนบนของประเทศมีปริมาณฝนต่ำกว่าค่าปกติประมาณ (-1.25) ส่วนภาคอื่นๆของประเทศมีปริมาณฝนสูงกว่าค่าปกติ (+0.5) การคำนวณโดยใช้ดัชนีทางสมุทรศาสตร์ (ONI) 3.4 พบว่าเกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ-ลานีญา แยกตามชนิดของปรากฏการณ์และความรุนแรง ดังนี้



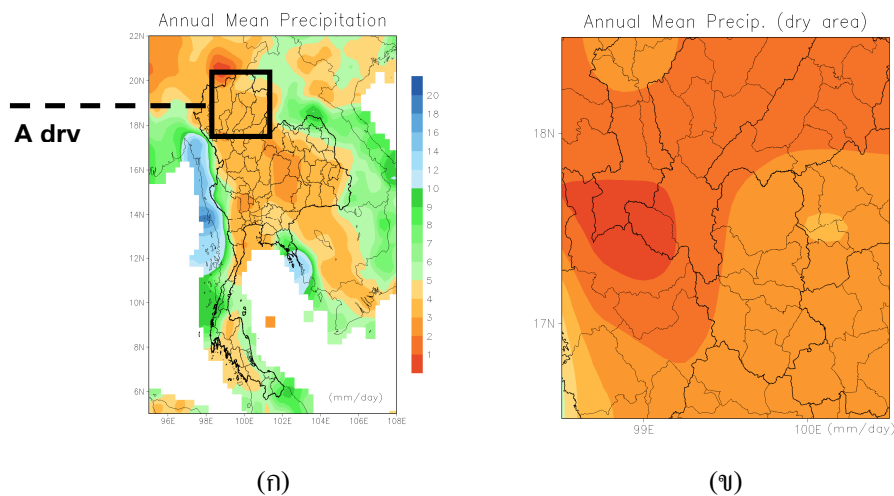
รูปที่ 1 รายละเอียดปีเอลนีโญ-ลานีญา แยกตามชนิดของปรากฏการณ์และความรุนแรง ตั้งแต่ปี ค.ศ.1951-2016 (พ.ศ. 2494-2559) (ใช้ดัชนีชี้วัดทางสมุทรศาสตร์บริเวณ ONI 3.4 ในการระบุสถานะของปรากฏการณ์)



รูปที่ 2 (ก) ค่าอนุกรมเวลาดัชนีทางสมุทรศาสตร์ ONI บริเวณ Niño3.4 ช่วงปี ค.ศ. 1981-2018 (พ.ศ. 2524-2561) และ (ข) สเปกตรัมของอนุกรมเวลาของวงจรการเกิด ENSO ด้วยวิธีการ FFT

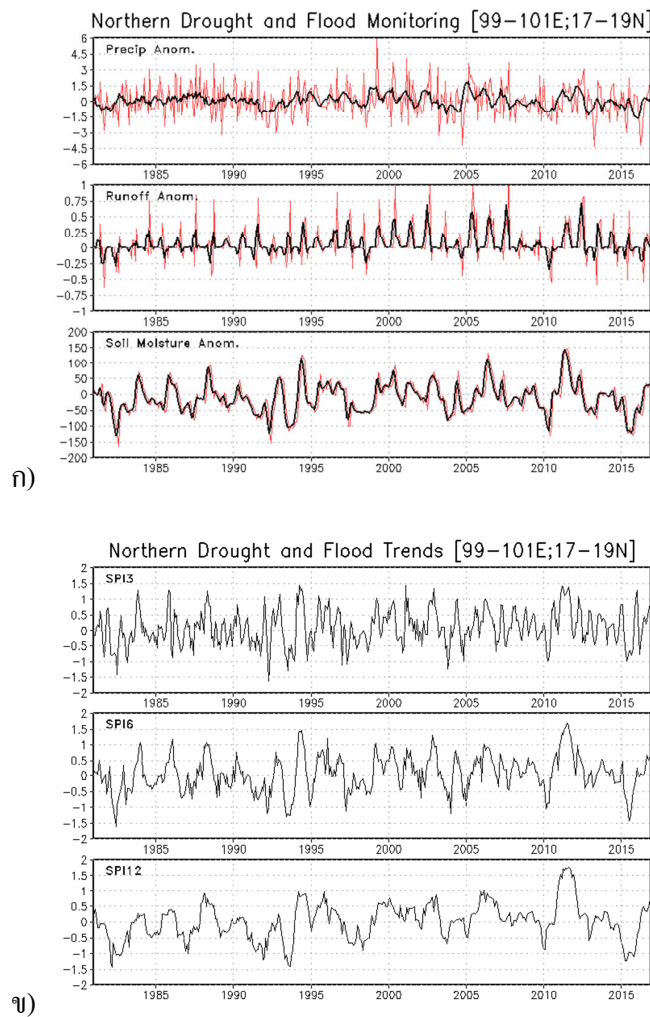
จากการทดลองนำข้อมูล NINO3.4 มาแสดงผลเป็นอนุกรมเวลาและคำนวณ FFT พบว่า ผลการวิเคราะห์ความถี่ของการเกิดปรากฏการณ์ ENSO แสดงในรูปที่ 2 โดยกราฟบนแสดงให้เห็น ช่วงการเกิดปรากฏการณ์ ENSO จากข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ผิดปกติ ที่มีความรุนแรงในปีค.ศ.1982-1983 (รุนแรงมาก) ค.ศ.1987-1988 (รุนแรง) ค.ศ.1992-1993 (รุนแรงมาก) ค.ศ.1997-1998 (รุนแรงมาก) ค.ศ.2001-2002 (รุนแรง) และค.ศ.2015-2016 (รุนแรงมาก) เมื่อวิเคราะห์ด้วย FFT พบว่าปรากฏการณ์ ENSO จะมีคาบการเกิด 10-14 เดือน และในบางฤดูกาลอาจเกิดในช่วง 22-28 เดือน

จากรูปที่ 3 ข้อมูลฝนเฉลี่ยรายปีมาวิเคราะห์ด้วยดัชนีความแห้งแล้ง SPI และนำข้อมูลมาประกอบกันเพื่อวิเคราะห์พร้อมกัน (composite data) ระหว่างข้อมูลฝนเฉลี่ยรายปี และกำหนดให้บริเวณภาคเหนือถือว่าเป็นบริเวณที่แห้งแล้งมากและนำข้อมูลฝนเฉลี่ยรายปี (มม.ต่อวัน) มาแสดงดังรูปที่ 3(ข)



รูปที่ 3 (ก) ปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี (มม.ต่อวัน) บริเวณประเทศไทย ช่วงปี ค.ศ. 1981–2016 และพื้นที่ศึกษาบริเวณภาคเหนือ (พื้นที่ที่แห้งแล้ง) 99–101E และ (ข) ปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี (มม.ต่อวัน) บริเวณภาคเหนือตอนล่าง ตำแหน่ง 99–101E และ 17–19N และรายละเอียดรายจังหวัด

ในช่วงปี ค.ศ. 1981–2016 จากรูปที่ 3(ก) แสดงปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี (มม.ต่อวัน) บริเวณประเทศไทย และจากรูปที่ 3(ข) แสดงปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี (มม.ต่อวัน) บริเวณประเทศไทย เมื่อพิจารณาพื้นที่ศึกษาบริเวณภาคเหนือระหว่างตำแหน่งลองจิจูดที่ 99–101 องศาตะวันออก และ ละติจูดที่ 17–19 องศาเหนือ โดยมีปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี 4 – 5.5 มม.ต่อวันและกำหนดให้เป็นพื้นที่ที่แห้งแล้ง พบสัญญาณความแห้งแล้งจากดัชนี SPI3 และ SPI6 มีค่าน้อยกว่า -0.8 ในปี ค.ศ. 1982, 1992, 1994, 1997, 2004, 2005, 2010 และ 2015 โดยส่งผลต่อความชื้นในดิน (soil moisture) ให้มีค่าลดลงน้อยกว่าค่าปกติ -100 มม. ปริมาณความชื้นในดินที่ลดลงดังกล่าว ส่งผลกระทบต่อภาคเกษตรบริเวณภาคเหนือตอนล่าง โดยเฉพาะพื้นที่ที่อยู่นอกเขตชลประทาน และพบสัญญาณความแห้งแล้งจากดัชนี SPI6 และ SPI12 มีค่าน้อยกว่า -0.8 ในปี ค.ศ. 1982, 1992, 1994, 1997, 2010, 2015 และ 2016 โดยส่งผลต่อปริมาณน้ำที่ผิวดิน (surface runoff) ให้มีค่าลดลงน้อยกว่าค่าปกติ -0.5 มม.ต่อวัน



รูปที่ 4 (ก) ความผิดปกติของปริมาณฝน (มม.ต่อวัน) ความผิดปกติของปริมาณน้ำผิวดิน (มม.ต่อวัน) และ ความผิดปกติของความชื้นในดิน (มม.) และ (ข) ค่าดัชนีความแห้งแล้ง SPI3 SPI6 และ SPI12 บริเวณภาคเหนือตอนล่าง ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1981–2016

จากรูปที่ 4 พบว่าในช่วงปี ค.ศ. 1982, 1997, 2010 และ 2015 ปริมาณน้ำผิวดินที่ลดลงดังกล่าวจะส่งผลกระทบต่อภาคบริหารจัดการน้ำ โดยสัญญาณความแห้งแล้งจากดัชนี SPI3 SPI6 และ SPI12 ที่ความรุนแรงที่ระดับ -0.8 มีความสอดคล้องกับปรากฏการณ์เอลนีโญที่เกิดขึ้นในปี ค.ศ. 1982-1983 (ระดับรุนแรงมาก) ค.ศ. 1992-1993 (ระดับรุนแรง) ค.ศ. 1994-1995 (ระดับปานกลาง) ค.ศ. 1997-1998 (ระดับรุนแรงมาก) ค.ศ. 2004-2005 (ระดับอ่อน) ค.ศ. 2009-2010 (ระดับปานกลาง) และ ค.ศ. 2015-2016 (ระดับรุนแรงมาก)

4. วิจัยผลการวิจัย

1. การวิเคราะห์ความผิดปกติของปริมาณฝนโดยใช้ค่ามาตรฐาน (standardized) บริเวณประเทศไทย รวมทั้งเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ พิจารณาร่วมกับช่วงที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1971–2016 พบว่า ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญระดับรุนแรงถึงรุนแรงมาก จะส่งผลกระทบต่อความผิดปกติของปริมาณฝน บริเวณประเทศไทยต่างกัน ส่วนมากทางตอนบนของประเทศโดยเฉพาะภาคเหนือ โดยจะมีปริมาณฝนลดลงจาก ค่าปกติเล็กน้อย ซึ่งมีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์ ENSO ประมาณ -0.2 ถึง -0.3

2. การวิเคราะห์ด้วยการแปลงฟูริเยร์ FFT กับอนุกรมเวลา พบว่าปรากฏการณ์ ENSO จะมีคาบการเกิด 10-14 เดือน และในบางฤดูกาลอาจเกิดในช่วง 22–28 เดือน และส่งผลกระทบต่อปริมาณฝนในประเทศไทย

3. การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของปริมาณฝนเฉลี่ยทั้งราย 1 เดือน และ 3 เดือน กับ ดัชนีทางสมุทรศาสตร์ Nino3.4 พบว่ามีค่าความสัมพันธ์ต่ำประมาณ -0.3 ถึง $+0.3$ จากค่าความสัมพันธ์ดังกล่าว พบว่าเมื่ออุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณกลางมหาสมุทร (Nino3.4) มีค่าสูงกว่าค่าปกติ (ค่าเฉลี่ย 30) จะส่งผลให้บริเวณประเทศไทยตอนบน โดยเฉพาะภาคเหนือ

4. การวิเคราะห์ด้วยดัชนีความแห้งแล้ง SPI และข้อมูล composite พบสัญญาณความแห้งแล้งจากดัชนี SPI3 และ SPI6 ส่งผลกระทบต่อความผิดปกติของความชื้นในดินล่วงหน้า 2–3 เดือนในพื้นที่ชุ่มน้ำ และ 1–1.5 เดือนในพื้นที่แล้งและสัญญาณความแห้งแล้งจากดัชนี SPI6 และ SPI12 ส่งผลกระทบต่อความผิดปกติของปริมาณน้ำผิวดินด้วย โดยปีที่พบสัญญาณความแห้งแล้งหลายปีมีความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์เอลนีโญระดับรุนแรงถึงรุนแรงมากเช่น ค.ศ.1982-1983 (ระดับรุนแรงมาก) ค.ศ.1987-1988 (ระดับรุนแรง) ค.ศ.1992-1993 (ระดับรุนแรง) ค.ศ.1997-1998 (ระดับรุนแรงมาก) และค.ศ.2015-2016 (ระดับรุนแรงมาก)

5. สรุปผลการวิจัย

แนวโน้มการเกิดภัยแล้งด้วยดัชนีความแห้งแล้ง SPI และการวิเคราะห์ฟูริเยร์ FFT กับปรากฏการณ์ ENSO พบว่า ภาคเหนือ มีแนวโน้มดัชนีความแห้งแล้ง SPI3 SPI6 และ SPI12 บริเวณภาคเหนือตอนล่าง พบสัญญาณช่วง การเกิดความแห้งแล้ง (แนวเส้นประ) ต่ำกว่า -0.8 และความชุ่มชื้น (แนวเส้นทึบ) สูงกว่า $+0.8$ สลับกัน โดย สามารถสังเกตคาบการเกิดซ้ำทุก 7.5 ปี ช่วงปี ค.ศ. 1981–2000 และมีคาบการเกิดซ้ำสั้นลงคือทุก 5 ปี ช่วงปี ค.ศ. 2001–2018 การวิเคราะห์ความผิดปกติของปริมาณฝนกับปรากฏการณ์เอลนีโญ ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1971-2016 พบว่าในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ (ค่าเฉลี่ย) ส่งผลกระทบต่อให้ภาคเหนือ มีปริมาณฝนลดลงต่ำกว่าค่าปกติ เล็กน้อยถึงปานกลาง จากผลการวิเคราะห์ข้อมูลอนุกรมเวลา พบว่าปริมาณฝนส่วนใหญ่ของประเทศไทยเกือบทุก ช่วงเดือนมีความสัมพันธ์ในทิศทางตรงกันข้ามกับอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก Nino3.4 ในช่วงที่ เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ ส่งผลให้บริเวณภาคเหนือประเทศไทย มีปริมาณฝนต่ำกว่าค่าปกติเกือบทุกช่วงฤดู โดยเฉพาะในช่วงฤดูฝน และผลการวิเคราะห์ความถี่ด้วย FFT แสดงให้เห็นสัญญาณความถี่ของปรากฏการณ์ ENSO และ MJO ถึงแนวโน้มที่ปรากฏการณ์ทั้งสองจะเสริมกันทำให้เกิดความรุนแรงบ่อยครั้งขึ้น

ผลการศึกษาอุทกภัยไม่สามารถระบุผลและแนวโน้มจากข้อมูลเชิงประจักษ์ที่นำมาวิเคราะห์ได้อย่างชัดเจนเนื่องจากอุทกภัยส่วนใหญ่เกิดขึ้นในระยะเวลาไม่ยาวนานมาก และมีปัจจัยมาจากพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวผ่านประเทศไทย ส่วนมหาอุทกภัยในปี ค.ศ. 2011 (พ.ศ. 2554) ไม่ได้เกิดจากปริมาณฝนที่สูงผิดปกติในช่วงเวลานั้น ไม่ได้เกิดพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนตัวผ่าน

กิตติกรรมประกาศ

บทความนี้เป็นส่วนหนึ่งของงานวิจัยนี้ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจากสำนักงานประสานงานโครงการวิจัยการพัฒนาเศรษฐกิจจากฐานความหลากหลายทางชีวภาพ ทุนมุ่งเป้า วช-สพท.ประจำปีงบประมาณ 2560 ขอขอบพระคุณหน่วยงานสนับสนุนส่งเสริมการดำเนินการวิจัยครั้งนี้และมหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลตะวันออกที่สนับสนุนสิ่งอำนวยความสะดวกในการดำเนินโครงการวิจัยนี้ให้สำเร็จลุล่วงไปด้วยดี

เอกสารอ้างอิง

- [1] C.F. Ropelewski and M.S. Halpert, "Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation," Monthly Weather Review, Vol. 115, No. 8, 1987, pp. 1606-1626.
- [2] C.F. Ropelewski and M.S. Halpert, "Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation," J. of Climate, Vol. 2, No. 3, 1989, pp. 268-284.
- [3] T.F. Stocker et al. (Eds.), Climate Change 2013 The Physical Science Basis, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCCC), Cambridge University Press, Cambridge, 2013.
- [4] D.H. Qin et al., "Highlights of the IPCC working group fifth assessment report," Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis (in Chinese), Vol. 10, No. 1, 2014, pp. 1-6.
- [5] J.E. Overland and M. Wang, "Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice," Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, Vol. 62, No. 1, 2010, pp. 1-9.
- [6] K.E. Trenberth, "Changes in precipitation with climate change," Climate Research, Vol. 47, No. 1, 2011, pp. 123-138.
- [7] A. Limsakul and P. Singhruck, "Long-term trends and variability of total and extreme precipitation in Thailand," Atmospheric Research, Vol. 169, 2016, pp. 301-317.
- [8] S. Russo, A. Dosio, A. Sterl, P. Barbosa and J. Vogt, "Projection of occurrence of extreme dry-wet years and seasons in Europe with stationary and nonstationary Standardized Precipitation Indices," Journal of Geophysical Research: Atmospheres, Vol. 118, No. 14, 2013, pp. 7628 –7639.
- [9] K.E. Trenberth, "Changes in precipitation with climate change," Climate Research, Vol. 47, No. 1, 2011, pp. 123 –138.

- [10] T.B. McKee, N.J. Doesken and J. Kleis, "The relationship of drought frequency and duration of time scales," Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Anaheim, CA, 1993, pp.179-186.
- [11] D.C. Edwards and T.B. McKee, "Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales," Climatology Report No. 97-2, Department of Atmospheric Science-Colorado State University, CO, USA, 1997, pp.18-29.
- [12] WMO statement on the status of the global climate in 2012, World Meteorological Organization (WMO), Switzerland Chair, 2013, pp. 26-27 [Online], Available: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/documents/WMO_1108.pdf [July 15, 2019].
- [13] Q. You et al., "Changes in daily climate extremes in China and their connection to the large-scale atmospheric circulation during 1961–2003," Climate Dynamics, Vol. 36, No. 11-12, 2010, pp. 2399 – 2417.
- [14] J.A. Greenwood and D. Durand, "Aids for fitting the gamma distribution by maximum likelihood," Technometrics, Vol. 2, 1960, pp. 55-65.
- [15] W.H. Press, S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling and B.P. Flannery, Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing, 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 1992.
- [16] M. Abramowitz and I. A. Stegun (Eds), Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables, National Bureau of Standards, Applied Mathematics Series, Dover publications, Inc., New York, 1964.
- [17] H.C.S. Thom, "A Note on the Gamma Distribution," Monthly Weather Review, Vol. 86, No. 4, 1958, pp. 117-122.